

Title	レーザービームを振りまわせ!! : 大気ライダーのフィールド観測
Author(s)	中村, 卓司
Citation	生存圏研究 (2009), 5: 19-27
Issue Date	2009-10-01
URL	<a href="http://hdl.handle.net/2433/184798">http://hdl.handle.net/2433/184798</a>
Right	
Type	Departmental Bulletin Paper
Textversion	publisher

# レーザービームを振りまわせ！！

## ー大気ライダーのフィールド観測ー

中村 卓司\*\*

### 1. はじめに

ライダーは、レーザー光を上空に送信し大気からの散乱信号を望遠鏡で受信して散乱体である大気の物理情報を得るアクティブ・リモートセンシングです。散乱体は大気分子やエアロゾル、雲粒子などで、ミー散乱、レイリー散乱、ラマン散乱などが受信されます。往復のレーザー光伝搬中の大気微量成分による吸収量を計測して大気微量成分の密度を計測する差分吸収ライダー(DIAL:Difference Absorption Lidar)もあります。京都大学・生存圏研究所（旧：超高層電波研究センター、2000 年より旧：宙空電波科学研究センター）は、1984 年より滋賀県甲賀市信楽町(元：滋賀県甲賀郡信楽町)の信楽 MU 観測所で、全国共同利用施設 MU レーダー(中層・超高層大気観測用大型レーダー)による高度 2km から 500-700km までの大気の主に運動の観測を行なってきました。2000 年には新たに大型のレイリー・ラマン・ライダーを導入して高度 90km までの温度観測と高度 10km までの対流圏の水蒸気量の観測を行なってきました。本講演では、同ライダーに導入した回転ラマン散乱による温度プロファイル計測と、その後開発した小型可搬の水蒸気ラマンライダーについて述べます。これらは、高層気象観測で観測される気象力学的物理量、温度、風速および水蒸気量のうちに、温度と水蒸気の観測を行なう装置です。

### 2. 大気からの散乱信号

図 1 に 532nm のレーザーを送信したときの大気からの散乱信号を示します。ここで、水蒸気混合比は 1%としています。送信波と同一波長の弾性散乱すなわち、レイリー散乱とミー散乱の信号に対し、 $10^{-3}$  以下の強度のラマン散乱信号が種々の波長で見られます。これは、大気分子からの散乱で散乱前後で振動準位、および回転準位が異なる振動-回転ラマン散乱によるものです。532nm の弾性散乱の周辺約 10nm には、回転準位だけがことなる純回転ラマン散乱信号が見られます。振動-回転ラマン散乱は、分子により振動準位が大きくことなることから、波長毎に異なる大気組成からの散乱を受信することができます。たとえば、窒素分子( $N_2$ )からは 607nm, 酸素分子( $O_2$ )からは 580nm, 水蒸気からは 660nm の散乱が得られます。純回転ラマン散乱信号の拡がり温度依存性を示すため、散乱強度スペクトル分布を計測することで大気温度の計測が可能です。また、振動ラマン散乱を受信することで、たとえば、水蒸気ラマン散乱信号と窒素ラマン散乱信号の比を取ることによって、窒素と水蒸気の組成比から、大気中の水蒸気混合比、すなわち湿度がわかります。ただし、純回転ラマン散乱は、近接波長にある弾性散乱光の抑圧を確保することが難しく注意が必要であり、また振動ラマン散乱による微量成分の計測は、たとえば水蒸気であれば弾性散乱信号と波長は離れているものの、信号強度比が  $10^{-6} \sim 10^{-9}$  と非常に弱いため、弾性散乱信号の迷光やブロッキングに注意が必要です。

\* 2008 年 10 月 1 日作成

\*\* 〒611-0011 宇治市五ヶ庄 京都大学生存圏研究所 大気圏精測診断分野  
現所属：国立極地研究所 E-mail: nakamura.takuji@nipr.ac.jp

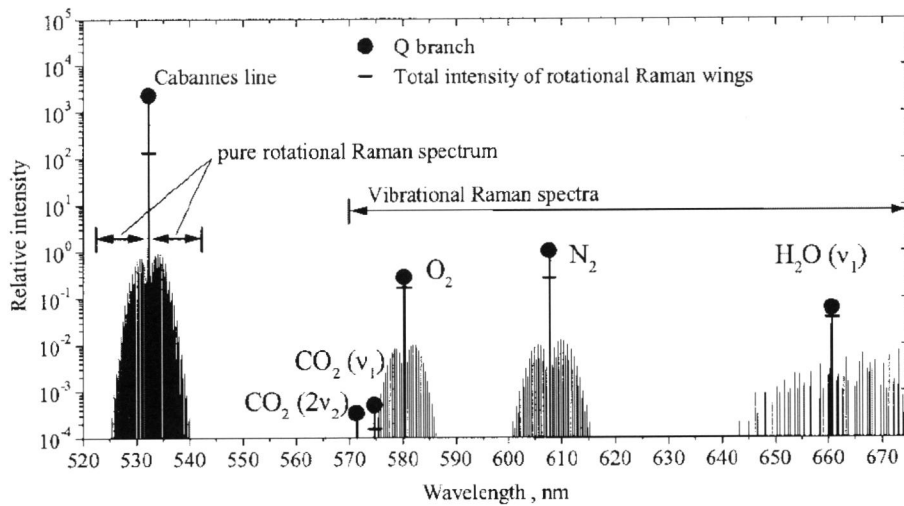


図1 532nm のレーザー光に対する大気(温度 300K)の散乱信号のスペクトル。  
振動回転スペクトルの中央の Q ブランチの下横線は Q ブランチ以外の成分の総和。  
(Behrendt et al., 2002)。

信楽 MU 観測所の大型レイリー・ラマンライダーの構成図を図 2 に示します。レーザーは、Q スイッチパルス Nd:YAG レーザーの 2 倍高調波 532.11nm 出力を用い、出力は 600mJ x 50Hz (30W) です。ビームは鉛直上方に送信されます。受信は、82cm, 焦点距離 8m のカセグレン式望遠鏡で、ダイクロイックミラーと干渉フィルターにより分光され、532nm(低感度、高感度)、531.1nm、528.8 nm、660nm の 5 つのチャンネルの信号に分けられます。それらの信号は、光電子増倍管 (PMT) により光子計数される。光子計数の距離分解能は、最大 9m です。通常、72m 分解能、1 分積算でデータを取得しますが、MU レーダーの周波数領域イメージング観測など高分解能観測との同時観測のときには高度時間分解能を最大 9 m、15 秒まで上げてデータを取得しています。

#### 4. 大気温度の計測

高度 30km 以上では、弾性散乱信号にエアロゾルのミー散乱信号が含まれず、大気分子からのレイリー散乱のみとみなせますが、大気の主成分の組成（窒素と酸素の組成比）は一定であり、平均分子量

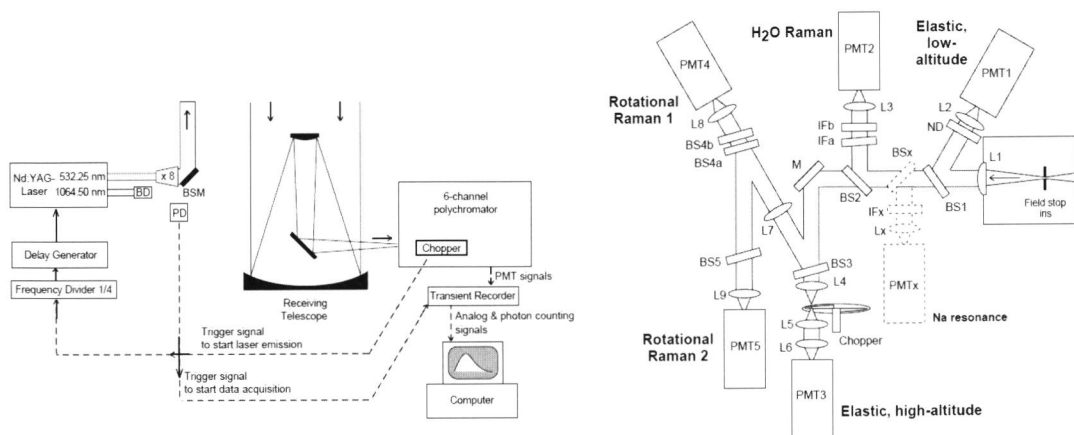


図2 信楽 MU 観測所のレイリー・ラマンライダーの構成 (Behrendt et al., 2004)

は一定とみなせますので、受信信号強度が大気密度に比例して高度（距離）の2乗に反比例することになります。したがって、ライダーの信号強度プロファイルから直接大気密度プロファイルを求めることができます。一方、密度プロファイルが分かれば、静水圧平衡(大気の圧力の高度変化が大気にかかる重力による状態)と気体の状態方程式を用いて、ある高度の大気温度が、その高度以上の密度プロファイルと上方の一点の温度（通常大気モデルを用いる）とを用いて求めることができます。基準となった上方の点でのモデルの誤差が問題となりますが、この基準点の誤差の影響は、誤差伝搬により下方の高度ほど小さくなるため、基準高度より10–20 km程度下方になると良好な温度プロファイルを与えます。このやり方を「レイリー積分温度(Rayleigh Integral Temperature)」といい、レイリーライダー観測で70年代より用いられてきました(Hauchecorne and Channin, 1981)。とくにライダー自体にキャリブレーションも必要ないことから、「校正不要」な温度観測として大気温度のトレンドなどの観測にも用いられる重要な観測です。

ところで、高度30km以下のエアロゾルからの散乱が無視できない高度ではレイリー積分温度は求められません。このような高度の温度を求める方法としては、「窒素や酸素分子の振動ラマン散乱」がエアロゾルからの散乱の影響を受けないで密度を求める方法として利用されることもあります。ラマン散乱強度が大気密度に比例するとみなして、レイリー積分温度と同様に温度プロファイルを求めることができます。なお、振動ラマン散乱はレイリー散乱に比べて3桁ほど散乱係数、すなわち信号強度が小さいが、高度30km以下の大気密度の大きな高度では可能です。ところが、このようなラマン散乱による「積分温度」も高度10–15 km以下の対流圏では、今度はエアロゾルによる光の散乱でおこる光の「消散」が無視できなくなるため、すなわち大気の透過率（正確には地面から当該高度までの光学的厚さ）が一定とみなせなくなり、信号強度から大気密度を求められなくなります。

そこで注目されるのが、信号強度プロファイル以外の温度計測法である、回転ラマン散乱を用いた温度計測です(Cooney and Pina, 1976)。回転ラマン散乱光のスペクトルが温度依存性を持つことを利用し、弾性散乱信号からわずかに離れた2波長を中心とする帯域通過フィルターの信号強度の比を取ることで、大気の温度を計測することができます。この方法の優れたところは、エアロゾルだけでなく少々雲があるところでも受信信号のSNRがある程度あれば温度が求まる場所であり、雲の内部や生成消滅過程などを捉えることもできます。

信楽観測所の大型レイリー・ラマンライダーは、当初のシステム構成は弾性散乱と窒素と水蒸気のラマン散乱を受信する仕様であり、大気温度はレイリー散乱によるレイリー積分温度と窒素振動ラマン散乱による積分温度を求めていました。高度範囲は、高度10–15 kmから90 kmとなっていました。2001年以降、ドイツGKSS研究所の協力もあり、純回転ラマン散乱を受信するための特殊な干渉フィルター1式をライダーに導入しました(Behrendt et al., 2002)。このフィルターは、干渉フィルター4枚を光軸上で数度傾けることにより反射と透過の特性を利用して、弾性散乱信号と2帯域の純回転ラマン信号を切り分けるようになっています。同ライダーで求めた回転ラマン散乱による温度とレイリー積分法による温度のラジオゾンデおよびモデル大気との比較を図3に示しました。信楽のレイリーラマンライダーシステムでは、高度1–2 kmから30–40 kmまでの温度が回転ラマン散乱で、30–90 kmの温度がレイリー散乱で観測できますが、このような高高度範囲の観測ができるライダーサイトは世界的にも限られています。

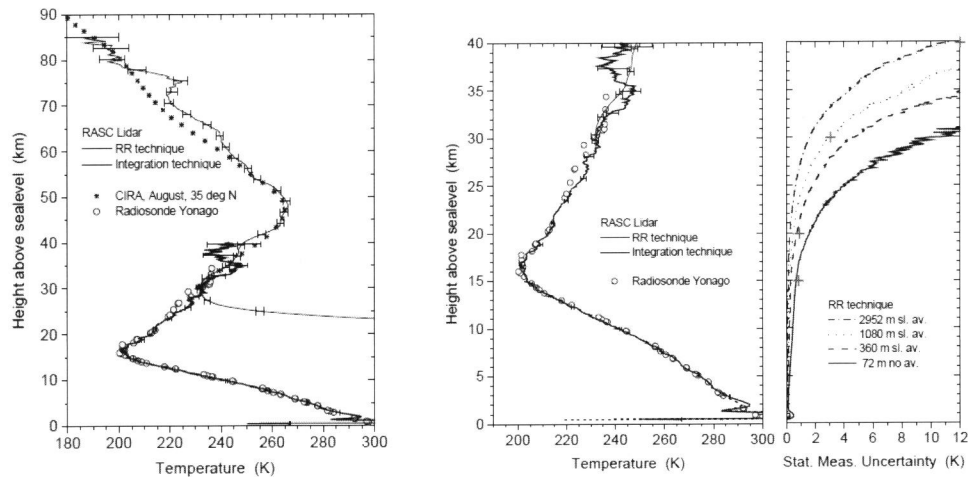


図3 信楽のレイリー・ラマンライダーによる温度観測の例。(左) CIRA モデル大気(●)およびラジオゾンデ(○)との比較。(右) 回転ラマン温度と温度誤差標準偏差。観測は2002年8月9–10日23:15–00:27 JST。(Behrendt et al., 2004)。

## 5. 水蒸気量の観測

気体の水である水蒸気は、降雨などの気象現象に関わるだけでなく、潜熱輸送により大気の熱エネルギー収支に深く関わる重要な成分です。その大部分は対流圏内でも地表近くの境界層内にあるが時間空間変化が激しいため詳細な時空間分布の観測は限られてきました。近年は温室効果ガスとしての役割も注目されており、そのリモートセンシングは極めて重要です。

我々は、信楽MU観測所のレイリー・ラマンライダーで水蒸気の振動ラマン散乱を受信し、窒素分子の振動ラマン散乱(あるいは大部分が窒素と酸素の散乱である回転ラマン散乱)を比べることで水蒸気混合比の高度分布を計測してきました(e.g. Imura et al., 2007)。しかしながら対流圏内の水蒸気量は中層大気などに比べてはるかに地域的な変化、すなわち空間変化が激しいため、移動式のラマンライダーの要求が高まってきました。また、大気レーダー(ウィンドプロファイラー)の音波電波併用レーダー(RASS)による温度プロファイルの機能にさらにレーダー散乱電波強度の解析から湿度のプロファイルを求める方法が開発され(Tsuda et al., 2001)てきましたが、この方法ではレーダーで観測可能ないずれかの高度の水蒸気量を境界条件とするために、一定高度の水蒸気量のモニターが必要となります。これらの要求に応えるために、高度範囲は限定されるものの小型で可搬型のラマンライダーを開発してきました。

開発した観測装置は、図4に示すような構成です。波長532nm, 30mJ, 20Hz 出力のQ スイッチパルスNd:YAG レーザーを送信に用い、532nm (弾性散乱), 607nm (N<sub>2</sub> 振動ラマン散乱), および660nm (H<sub>2</sub>O 振動ラマン散乱) の3波長を35.5cm 径のシュミットカセグレンを用いて受信する構成になっています。このシステムでは絞りを絞って0.25-0.5mradの視野とすることで昼夜の連続観測が可能になり、30分積分で昼間においても高度400-500m付近までの水蒸気の観測が可能です(Nakamura et al., 2006)。また夜間に限定して絞りを開くと、高度4-5kmまでの水蒸気が観測可能になります。

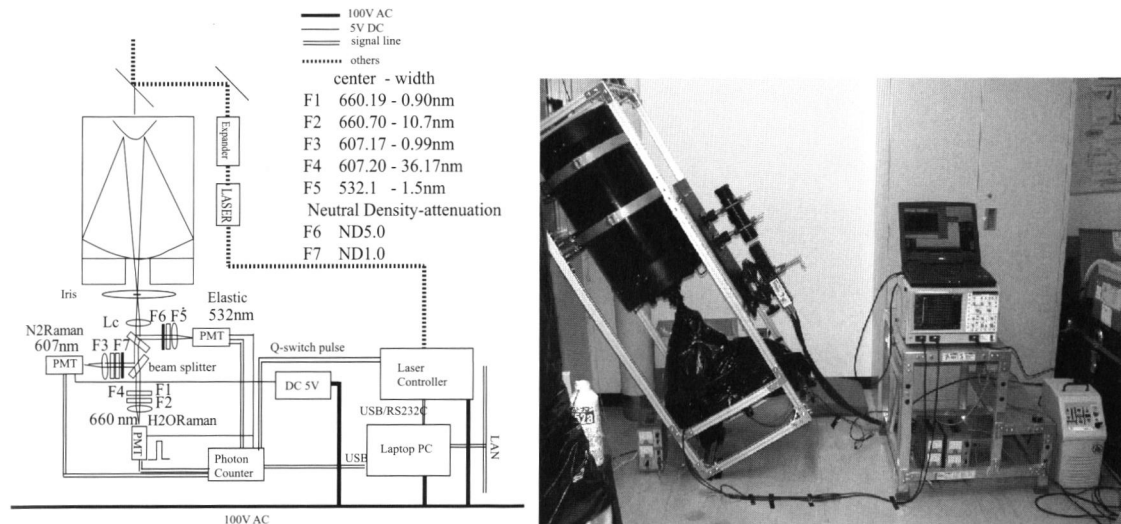


図4 小型水蒸気ラマンライダーの構成

システムは信楽MU観測所の観測棟内に設置して試験観測を行なったあと、後述の火山観測や水蒸気の水平分布観測などの実験を行ないました。2006年4月から独立行政法人情報通信研究機構 (NICT) 沖縄亜熱帯計測技術センターで夜間観測モードで試験観測を開始し (仰角60度で射出), 2006年9月に400MHzのウィンドプロファイラーレーダーなどのある同センターの大宜味大気観測施設に移設し観測を行っています (仰角45度で射出)。自動観測はPC制御で行なわれており、ネットワークを経由してデータが転送されています。30分の積分時間で高度4km程度まで水蒸気のプロファイルが取

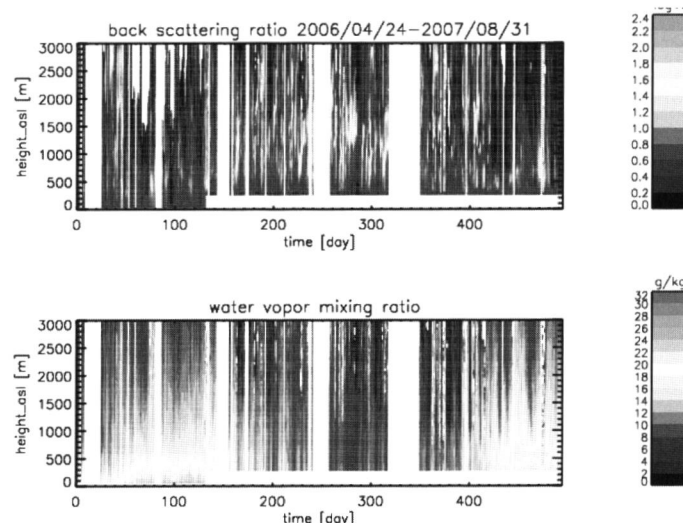


図5 小型水蒸気ラマンライダーによる沖縄での水蒸気混合比 (下) および後方散乱比 (上) の夜間平均値の季節変化。日数は2006年4月24日を基準にしている。2007年8月31日までの観測。2006年9月2日までは恩納村、それ以降は大宜味村での観測。

得できる他、後方散乱比も観測しています。

これまでの観測で夏季に水蒸気が多く、冬季に少ない季節変化(図5)や夜間の水蒸気変動、日々変化などが後方散乱比による雲・エアロゾルの消長とともに観測されています。GPS衛星による掩蔽観測データとの比較は、高度6km以下で衛星観測のフットプリントとライダー観測点の距離が100km以下の例が、2006年9月以降2007年6月まで11例観測されています。この例ごとに、那覇で行なわれている気象庁のラジオゾンデ観測とも比較してその差異を検証しています。基本的にはライダー観測とGPS掩蔽観測データはよい一致を示していますが、ライダー観測で時間変化が顕著に観測されるときほど掩蔽観測とライダー観測の差が見られるように思われます。そこで、ライダー観測と那覇のラジオゾンデ観測から水蒸気の時間変化と空間変化の相関をみることにしました。図6をみると、時間変化と空間変化には正の相関が見られることがわかります。掩蔽観測とライダー観測のデータを比較する場合、その日の水蒸気の変化の度合いを考慮する必要があることがわかります。

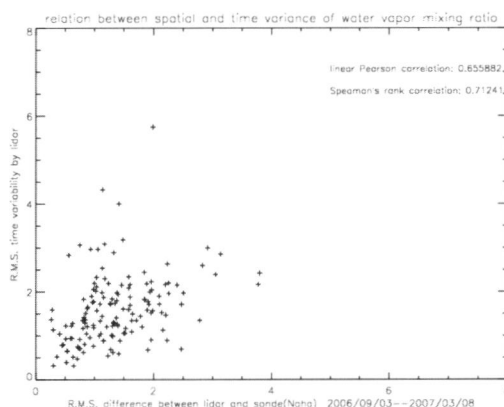


図6 水蒸気量の水平空間差(横軸)時間変動の大きさ(縦軸)との相関図。横軸は那覇のラジオゾンデ観測と大宜味待機観測所でのライダー観測の水蒸気量の差。12時UTの値。縦軸はライダーによる夜間の水蒸気量の時間変化の大きさ。高度2-3kmでの値。

## 6. さらに可搬性を高めた水蒸気ラマンライダーと火山噴気・森林大気の観測

前述の小型ライダーは移動観測可能なものの総重量は150kg程度でワンボックスのワゴンでの移動がやっとでした。移動にも3-4人の人員が必要でした。それでも、移動観測により、阿蘇山中岳の火口での噴気の観測、また信楽MU観測所での水蒸気水平分布と変動の観測など新たな観測対象を開発してきました。

火山から放出される噴気ガスの90%以上は水蒸気です。この水蒸気による潜熱輸送は、火山から放出される熱エネルギーのほとんどを占めます。とりわけ、非噴火時にはほぼ定常的な熱輸送の媒体として重要です。そのため、火山噴気中の水蒸気濃度やそのフラックスを知ることは極めて意義があります。また、H<sub>2</sub>Oの含有量はマグマの爆発性を決定づける重要な要素です。噴気中の全H<sub>2</sub>Oを測定することは、マグマ起源のH<sub>2</sub>O量を精度よく推定するためにも欠かせません。しかし、これまで噴気中のH<sub>2</sub>Oをリモートセンシングで測定することは困難でした。すなわち、これまでは噴気の組成のリモートセンシングには主にDOAS(差分吸収分光)やFTIR(フーリエ変換型赤外分光計)などの受動的な光学観測が用いられてきましたが、水蒸気は大気中にも多量に存在するため、噴気中のH<sub>2</sub>Oだけを区別することが困難だったからです。ライダーは、アクティブなリモートセンシングで、視線方向の濃度分布が測定できるため、火山噴気内外の水蒸気分布を精密に測定することが期待できます。

また森林大気も近年急速にクローズアップされてきた観測対象です。とりわけ、森林内や上部におけるCO<sub>2</sub>のフラックスの計測は、グローバルな炭素循環や森林のCO<sub>2</sub>固定能力の評価などと直接絡む重要な観測で各地でタワーによるCO<sub>2</sub>の観測が行われてきました。しかしながら、その結果の評価には水平様な森林を仮定したモデル計算が使われるなど不確定な部分があり、森林内や森林上空の大気構造やその時空間変化を測定することは極めて重要です。本研究で開発したライダーは、CO<sub>2</sub>などの炭素循環関係の微量成分は感度が充分でなく計測困難ですが、100倍程度混合比の大きい水蒸

気の分布やその変動は充分観測が可能です。よって、森林などアクセスが容易でないサイトでの運用も可能な移動式ラマンライダーの開発が課題となってきました。

これらの背景を受けて、さらに小型のラマンライダーを開発した。レーザーは同じく532nm, 0.6WのパルスNd:YAGレーザーを用いて、可動性を高めるために高感度のPMT(GaAsP)検出器とさらに小型の望遠鏡(直径20.3cm)を組み合わせることで、感度を損なうことなくシステムを小型に改良しました(図7)。ただし、昼間の観測はあきらかに夜間の観測に限定されます。システムは装置を三脚に載せることが可能になり大幅に可搬性が向上しました。2007年6月4日には阿蘇山中岳において日没後に火口南縁から水平2方向にビームを交互送出して(図8)水蒸気分布と後方散乱比を計測しました。計測は約10分の測定を噴気方向は3回、噴気なし方向は2回繰り返し行ないました。その結果、距離

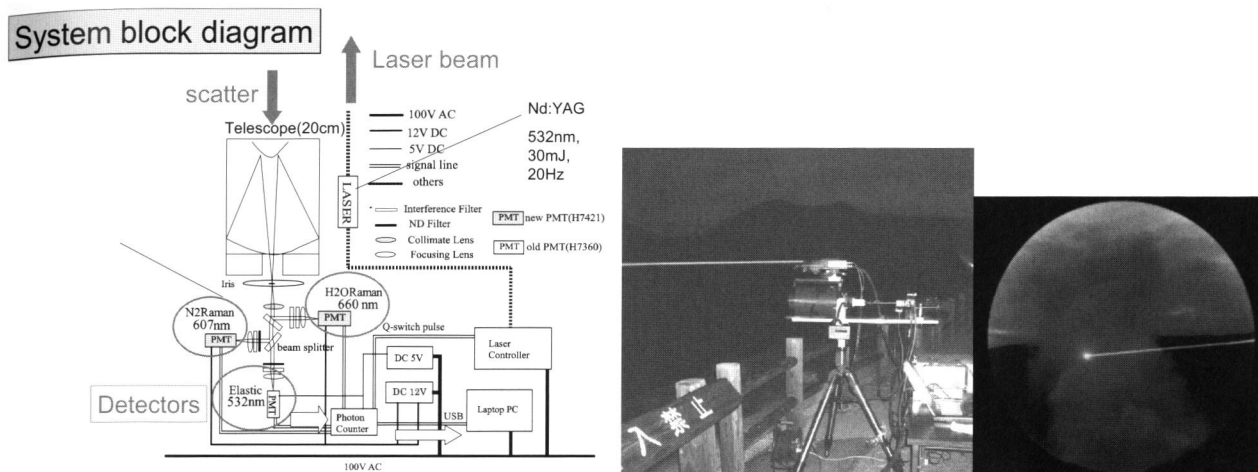


図7 フィールド観測用水蒸気ラマンライダーの構成。右は阿蘇山での観測の様子。

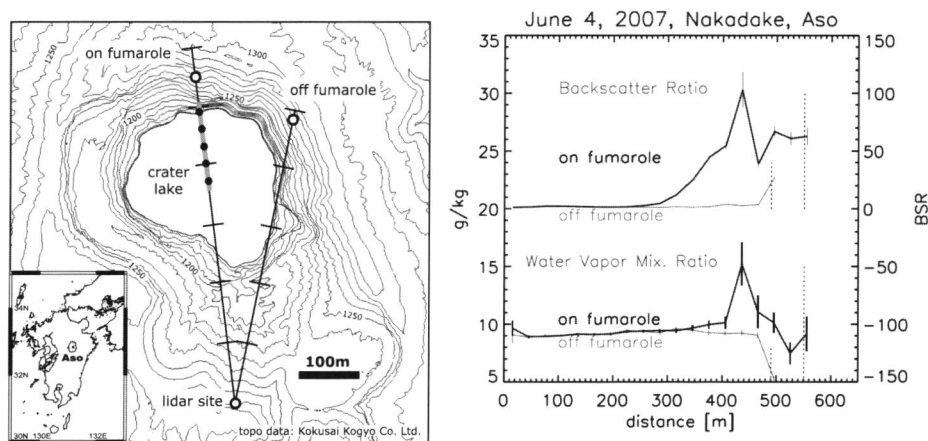


図8 阿蘇山中岳で観測した水蒸気の水平分布。(左) 観測方向。左が噴気あり、右が噴気なし方向。距離の目盛りは100m。(右中) 水蒸気混合比。(右) 後方散乱比。噴気ありの方向は10分の観測3回の平均。噴気無し方向は10分の観測2回の平均。2007年6月4日。

400m 付近の噴気中央の水蒸気混合比(比湿) が、周囲の大気に比べ6g/kg 程度大きいことが観測された。噴気の上昇速度(2.2m/s) とライダー観測による直径(150m) を考慮すると50kg/s 程度の水蒸気フラックスつまり火口からの噴気の噴出を有することが見積もられました。この値は、plume-rise 法と呼ばれる種々の仮定のもとに噴気の形状変化から見積もられる数値等と矛盾のない値となりましたが、ライダー観測によってその精度が大幅に向上することが期待されます。このようなライダー観測の火



山噴気水蒸気計測への応用はこれまで例を見ないものです。

さらに、このライダーシステムを用いて、火山湖上の水蒸気の2次元分布を計測する実験を北海道登別温泉・大湯沼において実施しました。2007年10月12日に行なった実験では、湖面から8mの高度の水蒸気分布を水平方向に1分毎に計測し12方向に水平スキャンしました。観測地の様子と水平スキャン方向、および観測結果の水蒸気分布を図9に示しました(Nakamura et al., 2008a)。湖面温度を赤外カメラでも撮影しましたが、湖面の西側の噴気の噴出部近くが温度が高温になっており、ライダー観測でも湖面の西側の水蒸気が多いことが示されました(北東の大きな値は山の斜面による反射である)。詳細な湖面水蒸気の蒸発モデルとの比較検証はまだこれからですが、水蒸気の2次元分布を初めて示したことは極めて有意義な結果であると言えるでしょう。

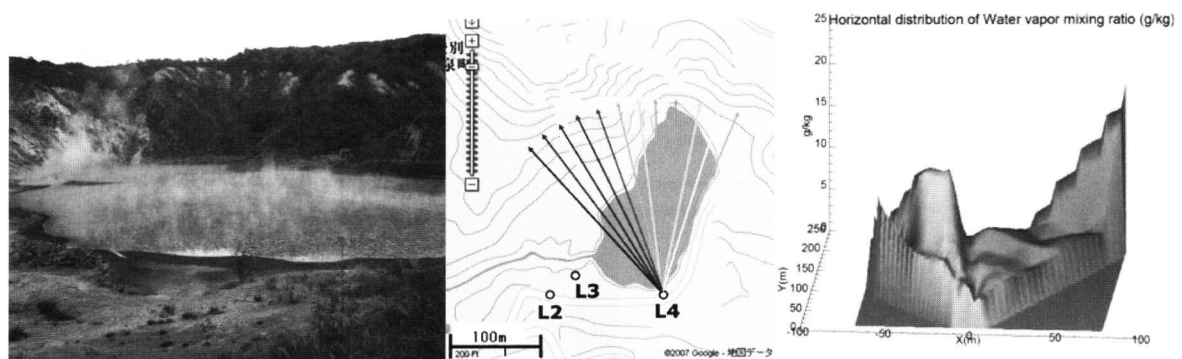


図9 北海道登別温泉・大湯沼で観測した水蒸気の水平分布。(左) 観測地のようす。左が高温部。(中) ライダーの観測地点と観測方向。1分毎に12方向にスキャン。(右) 観測された水蒸気混合比の2次元分布。2007年10月12日のデータ。

## 7. まとめ

以上、大気力学の重要な物理量である大気温度と水蒸気量のリモートセンシングにラマンライダーを応用したシステムとその応用例を紹介しました。近年は性能のよい光学フィルターが入手容易になったため実用的な回転ラマンライダー、水蒸気ラマンライダーの開発が可能になり応用範囲が広がりました。今後我々が開発した小型のライダーシステムを用いてフィールドに飛び出し、レーザービームを振り回して種々の現象の計測を行ないたいと思っています。

## 参考文献

- Behrendt, A., T. Nakamura, M. Onishi, R. Baumgart, and T. Tsuda, Combined Raman lidar for the measurement of atmospheric temperature, water vapor, particle extinction coefficient and particle backscatter coefficient, *Applied Optics*, 41, 7657-7666, 2002.
- Behrendt, A., T. Nakamura, T. Tsuda, Combined Raman lidar for the measurement of atmospheric temperature, water vapor, particle extinction coefficient, and particle backscatter coefficient: System upgrades, *Appl. Optics*, 43(14), 2930-2939, 2004.
- Cooney, J. and Pina, M., Laser radar measurements of atmospheric temperature profiles by use of Raman rotational backscatter, *Appl. Opt.*, 15, 602-603, 1976.
- Hauchecorne, A., and M.-L. Channin, Density and Temperature profiles obtained with lidar between 30 and 70 km, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 565-568, 1981.
- Imura, S., J. Furumoto, T. Tsuda and T. Nakamura, Estimation of humidity profiles by combining co-located VHF and UHF wind-profiling radar observation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 301-319, 2007.

- Nakamura, T., N. Sugimoto, T. Tsuda, M. Abo, T. Hashimoto, A. Terada, Observation of water vapor with a portable Raman lidar –continuous monitoring and field experiments over the forest and at the volcano–, Proceedings of 23<sup>rd</sup> International Laser Radar Conference, 24-28 July 2006, Nara, Japan, 2006.
- Nakamura T., T. Hashimoto, A. Terada, Y. Katsube, J. Maruyama, T. Tsuda, Field observations of water vapor distribution in volcanic plumes with a Raman lidar, Proceedings of 24th International Laser Radar Conference, June23-27, 2008, Boulder, USA, 2008a.
- Nakamura, T., T. Hashimoto, A. Terada, N. Sugimoto, Y. Katsube, and M. Abo , First measurement of water vapor distribution in volcanic fumaroles using a Raman lidar located by an active crater, submitted to *Geophys. Res. Lett*, 2008b
- Tsuda, T., M. Miyamoto, and J. Furumoto, Estimation of a humidity profile using turbulence echo characteristics, *J. Atmos. Oceanic. Tech.*, 18, 1214-1222, 2001.